

مطالعه شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن‌ها در همبری باتولیت الوند با سنگ‌های آهکی دگرگون شده، همدان، غرب ایران

عادل ساکی*، هوشنگ پورکاسب

گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۱۱/۱۰، پذیرش ۱۳۹۱/۲/۱۷

چکیده

سنگ‌های آهکی (پرمو-تریاس) دگرگون شده منطقه چشین در جنوب‌شرق همدان در مجاورت تنوعی از سنگ‌های رسی دگرگون شده مانند شیست‌ها و هورنفلس‌ها رخنمون دارند. نفوذ باتولیت الوند (سن ژوراسیک) به درون سنگ‌های رسی و آهکی سبب ایجاد سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در مناطقی از همدان (روستای چشین) شده است. سنگ‌های آهکی دگرگون شده چشین براساس مدال کانیها (کلسیت، دولومیت، سیلیکاتی و تیره) شامل الف) مررها و کالک-سیلیکات‌ها و ب) اسکارن‌ها می‌باشند. کانیهای فلزی در مرز بین کالک-سیلیکات‌ها و هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار شکل گرفته‌اند و سبب ایجاد سنگ‌های اسکارنی شده‌اند. براساس مطالعات کانی‌شناسی، اسکارن‌ها در منطقه مورد مطالعه دارای کانیهای دیوپسید، گارنت، ترمولیت، وزوویانیت، اپیدوت و کانیهای فلزی مانند هماتیت و مگنتیت هستند. فرآیندهای اسکارن‌زایی در دو مرحله دگرگونی رخ داده‌اند: ۱) دگرگونی پیش‌رونده ۲) دگرگونی پس‌رونده. مرحله اول شامل دگرگونی پیش‌رونده و شکل‌گیری کانیهای بی‌آب مانند گارنت و پیروکسن می‌باشد. مرحله دوم دگرگونی پس‌رونده است که عامل اصلی توسعه اسکارن‌ها به حساب می‌آید. علاوه بر Fe, Si و Mg مقدار قابل توجهی Fe به‌همراه سیالات به سیستم اسکارنی اضافه می‌شود. نهایتاً مقدار قابل ملاحظه‌ای از کانیهای آب‌دار (مانند اپیدوت + کلریت + آمفیبول) و اکسیدها و کربنات‌ها جایگزین کانیهای بدون آب در سنگ میزبان آهکی می‌شوند. با استفاده از منحنیهای تعادل ترمودینامیکی چندگانه (به کمک برنامه [®]THERMOCALC)، دما، فشار و ترکیب سیالات سنگ‌های کالک-سیلیکاته و اسکارنی به‌ترتیب در حدود ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد، ۴ کیلو بار و XCO₂ کمتر از ۰/۱۷ تخمین زده شده است. فوگاسیته اکسیژن در این سنگ‌ها متوسط می‌باشد. مطالعات کانی‌شناسی اسکارن‌های چشین، صحت محاسبات فوق را تأیید می‌نماید.

واژه‌های کلیدی: باتولیت الوند، اسکارن، کالک-سیلیکات، ترکیب سیالات، [®]THERMOCALC.

مقدمه

اسکارن‌ها (کالک-سیلیکات‌های غنی از آهن) می‌باشد که نتیجه واکنش سنگ‌های آهکی با سیالات شیمیایی پیچیده است به طوری که وجود جریان‌های هیدروترمال که حرارت را از توده نفوذی به سمت دیواره انتقال می‌دهند در این سنگ‌ها سبب شکل‌گیری معادن اسکارنی با ارزشی می‌شود [۵]، [۶] و [۷] که این موضوع نیز اهمیت بررسی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد [۸] و [۹]. واکنشها و مجموعه کانیهای تشکیل شده در اسکارن‌ها به طور طبیعی به خصوصیات سنگ‌های نفوذی و میزبان، ترکیب سیالات متاسوماتیسم کننده، فشار کل و رژیم دمایی مربوط می‌شوند [۱۰]. اگر سیالات در حجمهای مناسبی وجود داشته باشند می‌توانند باعث ذوب بخشی، انتقال گرما، دگرگونی و تغییر شکل بلورها و همچنین انتقال فلزات برای

در سالهای اخیر، مجموعه کانیهای موجود در طی دگرگونی پیش‌رونده سنگ‌های کالک-سیلیکاته به عنوان شاخصی برای تعیین مقدار اکتیویته سیالات استفاده شده است [۱]. زیرا کربنات‌های دگرگونی به طور بخشی با سنگ‌های مجاور خود (سنگ‌های رسی دگرگون شده) در حال تعادل نمی‌باشند، تراوش سیالات آبی سبب گسترش واکنشهای دگرگونی به خصوص در کربنات‌هایی که در مرز هستند می‌شود [۲] و [۳]. به علاوه مجموعه کانیهای خاصی مانند وزوویانیت، گراسولار، ولاستونیت، زونیزیت و کوارتز معمولاً در سنگ‌های کالک-سیلیکاته‌ای که تحت نفوذ سیالات غنی از آب قرار گرفته‌اند به وجود می‌آیند [۴]. دیگر مثال مهم در این باره شکل‌گیری

دگرگونی است (شکل ۱b). سنگها و واحدهای رسوبی منطقه در طی بسته شدن نئوتتیس و برخورد قاره اوراسیا و گندوانا تحت تأثیر فعالیتهای موجود در حاشیه قاره دچار دگرگونی شده‌اند. افزایش فشار و گرما در منطقه باعث رخداد یک دگرگونی دیناموترمال در منطقه شده است که سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای را ایجاد کرده‌اند. ادامه روند برخورد قاره‌ای و تکامل فرآیند کوه‌زایی باعث شروع فعالیتهای پلوتونیسیم و ایجاد باتولیت الوند شده است. انتشار سیالات و گرمای ماگما سبب شده است که سنگهای دگرگونی مجاورتی و اسکارن‌ها در منطقه ظاهر شوند که یکی از این مناطق منطقه چشین است که سنگهای رسی و آهکی در مجاورت هم تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند و طیفی از سنگهای دگرگونی مانند هورنفلس‌ها، مرمرها، کالک-سیلیکات‌ها، اسکارن‌ها و رگه‌های متفاوت کیانیت و زوئیزیت دار را به وجود آورده‌اند. با توجه به این که این رگه‌ها در سنگهای دگرگونی به صورت موازی با لایه بندی هستند و معمولاً دارای کانیهایی مشابه با سنگ میزبان خود می‌باشند و کانی خاص دیگری در این رگه‌ها دیده نمی‌شود بنابراین حاصل دگرگونی می‌باشند مثلاً در سنگهای رسی رگه‌های کیانیت‌دار و در سنگهای آهکی رگه‌های کلسیت و زوئیزیت‌دار تشکیل شده‌اند.

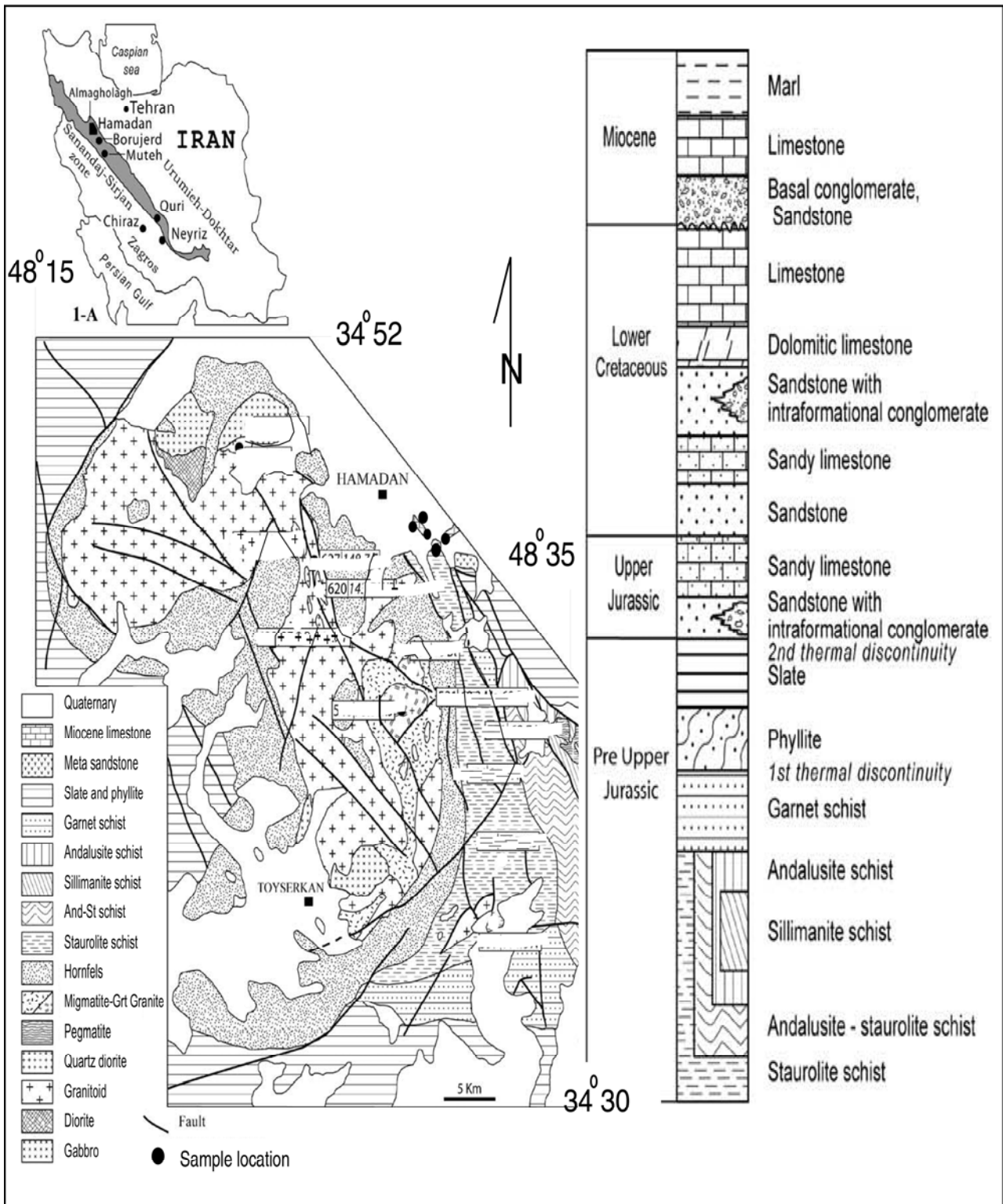
مطالعات صحرایی و پتروگرافی اسکارن‌ها

مرمرها، سنگهای کالک-سیلیکاتی و اسکارن‌ها به وسعتی در حد چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های گارنت و سیلیمانیت‌دار در منطقه چشین همدان رخمنون دارند. مرز بین این دو نوع پروتولیت از نظر تنوع کانی‌شناسی بسیار جالب است به طوری که کانیهایی ترمولیت، اکتینولیت، زوئیزیت، گارنت و کلینوپیروکسن در اندازه‌های سانتی‌متری دیده می‌شوند (شکل ۲a). رگه‌های کیانیت‌دار در درون هورنفلس‌ها و شیست‌ها دیده می‌شوند، در حالی که رگه‌های زوئیزیت‌دار و کلینوزوئیزیت‌دار در درون سنگهای کربناته و بلافضل سنگهای رسی و آهکی دیده می‌شوند (شکل ۲b,c). لایه نازکی به ضخامت حدود ۲ تا ۲۰ سانتی‌متر که بیش از ۸۰ درصد ترمولیت-اکتینولیت دارد بر روی سنگهای کالک-سیلیکاته قرار گرفته است (شکل ۲d) در حالی که این لایه بر روی مرمرهای خالص وجود ندارد. رگه‌های دارای اپیدوت در مجاورت این سنگها رخمنون دارند.

تشکیل کانسارهای اقتصادی شوند. کانی‌شناسی به عنوان ابزاری مهم در تشخیص و تعیین انواع اسکارن‌ها می‌باشد. همچنین کانی‌شناسی یک عامل مهم جهت پی بردن به منشأ اسکارن‌ها، دمای تشکیل و تشخیص کانسارهای با ارزش اقتصادی، از رخدادهای کانیاپی جالب، ولی غیر اقتصادی است. کانی‌شناسی اسکارن در بعضی مواقع در زمین، قابل نقشه برداری است و به عنوان یک عامل تشخیص دگرسانی در اطراف یک پتانسیل کانه توده‌ای، به کار می‌رود، زیرا بیشتر کانسارهای اسکارن از لحاظ کانیاپی دارای زون بندی مشخصی هستند. کانسارهای اسکارن به ویژه آنهایی که از کانیهایی دیرگداز مثل گارنت، مگنتیت و پیریت غالب هستند ممکن است دارای بافتیهای باشند که اطلاعات مفیدی از فرآیندهای اولیه و ثانویه تشکیل اسکارن به ما دهند و همچنین به آسانی رویدادهای رخ داده در طول فرآیند اسکارن‌زایی را مشخص کنند. سنگهای آذرین و دگرگونی در منطقه همدان و به خصوص در مجاورت باتولیت الوند مورد توجه زمین‌شناسان متعددی قرار گرفته و تاکنون درباره کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه همدان پژوهشهای زیادی صورت گرفته است، برای مثال [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵] و [۱۶]. به طور کلی در این منطقه به سنگهای اسکارنی و کالک-سیلیکاته موجود در هاله دگرگونی باتولیت الوند توجه نشده است. بنابراین، با توجه به رخمنون این سنگها در اطراف باتولیت الوند از جمله در اطراف روستای چشین، در این تحقیق سعی شده است که به معرفی این دسته از سنگها در منطقه همدان پرداخته شود. همچنین سعی شده است که با استفاده از مجموعه کانیاپی تشکیل شده در طول فرآیند اسکارن‌زایی، شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای تشکیل اسکارن در منطقه چشین، همدان تعیین و مورد بررسی قرار گیرد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از این نوار دگرگونی موسوم به زون سنندج-سیرجان است که به صورت نوار طویل شده‌ای در امتداد و به موازات روراندگی زاگرس، گسترش دارد [۱۷] زون سنندج-سیرجان را جزئی از کوه‌زاد زاگرس دانسته (شکل ۱a) و آن را زون زاگرس فلس مانند، نامیده است. بر اساس نظر [۱۸] منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگهای آذرین و



شکل ۱a. موقعیت زون سنندج- سیرجان و منطقه مورد مطالعه، b. نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن (با تغییراتی از [۱۴]). سنگهای کالک- سیلیکاته در قسمت شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند.

خاموشی مستقیم به خوبی قابل تشخیص است. این کانی به همراه گارنت‌های ایدوبلاستیک در زیر میکروسکپ به خوبی قابل تشخیص است. وزوویانیت معمولاً با رنگ خاکستری و آبی و دارای خاموشی مایل و گاهی نیز ایزوتروپ در این سنگها دیده می‌شود (شکل ۱۲)، حالت ایزوتروپی معمولاً بر اثر دگرگونی پس‌رونده و احتمالاً افزایش آب ایجاد شده است. این کانی در بعضی مقاطع به همراه ولاستونیت و کلینوپیروکسن دیده می‌شود.

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، روابط بافتی سنگهای آهکی و رسی دگرگون شده مورد بررسی قرار گرفتند و سپس تعدادی از کانیهای شاخص سنگهای کالک-سیلیکاتی تحت آنالیز SEM در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید چمران قرار گرفتند و نتایج آن در شکل (۳) و جدول (۱) آورده شده است. از نتایج آنالیز کانیها جهت محاسبات شرایط ترمودینامیکی اسکارن‌های منطقه از جمله فشار، دما و اکتیویته سیالات استفاده شده است.

بحث و بررسی

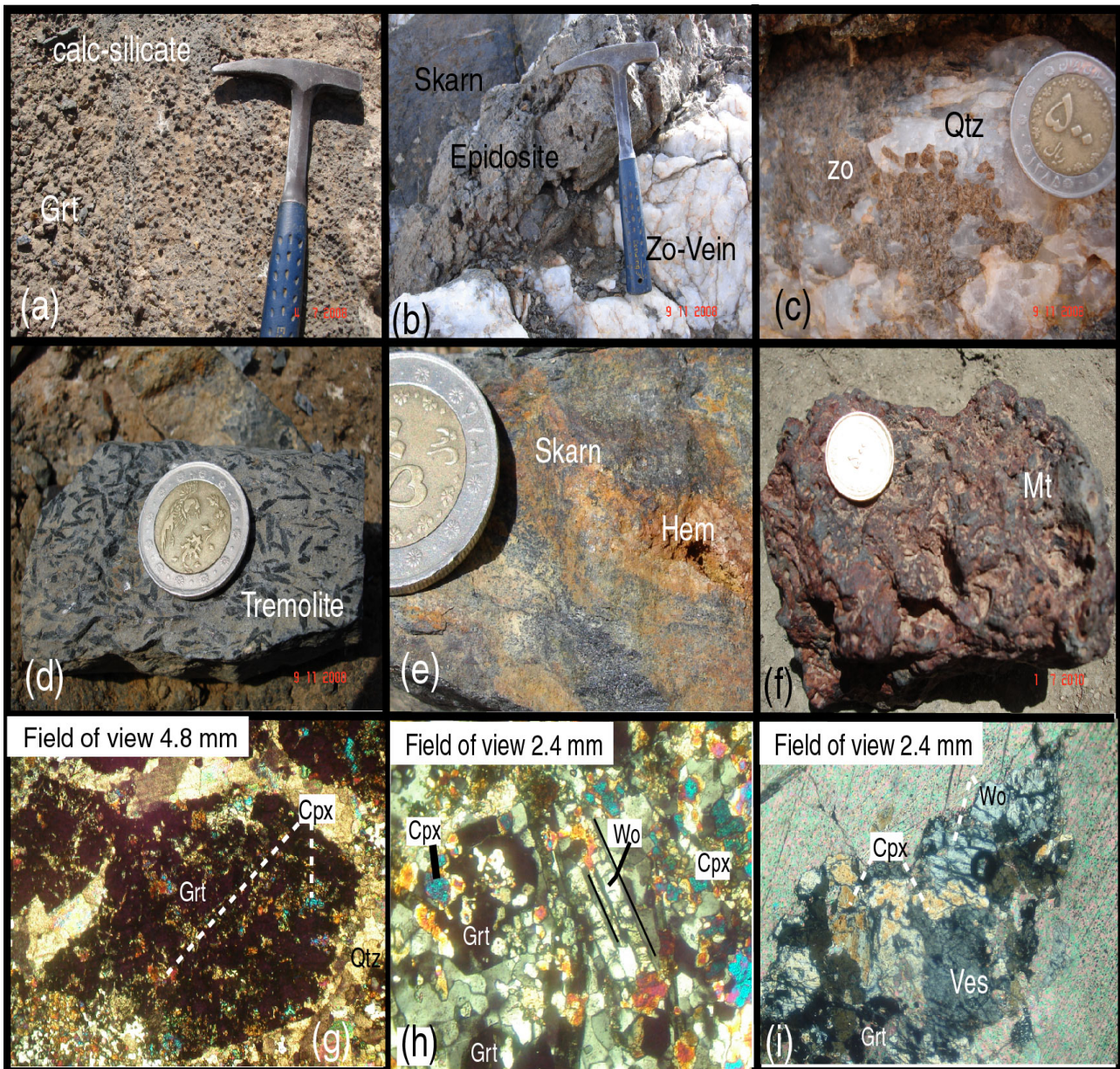
اسکارن زایی در منطقه چشین همدان

مطالعات میکروسکوپی سنگهای کالک-سیلیکاتی و اسکارنی نشان می‌دهد که فرآیندهای اسکارن‌زایی در منطقه چشین در طی سه مرحله اصلی و مشخص به وقوع پیوسته است که هرکدام از این مراحل توسط مجموعه کانیایی و بافتیهای شاخص هر مرحله، مشخص می‌گردند (جدول ۲). این مراحل به ترتیب زمان تشکیل به شرح زیر است:

الف) مرحله دگرگونی پیش‌رونده

اثرهای گرمایی همزمان با جای‌گیری و تبلور توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوشیمیایی سنگهای کربناتی ناخالص و تبدیل آنها به مرمر شده و در نتیجه کانیهای سیلیکات کلسیم مانند گارنت و پیروکسن تشکیل گردیده‌اند (تشکیل اسکارنوئید هورنفلس). به دلیل حضور ترکیبات آهن‌دار در سنگ کربناته، کانیهای گارنت و پیروکسن به ترتیب عمدتاً ترکیب گراسولاریتی و دیوپسیدی دارند [۱۹].

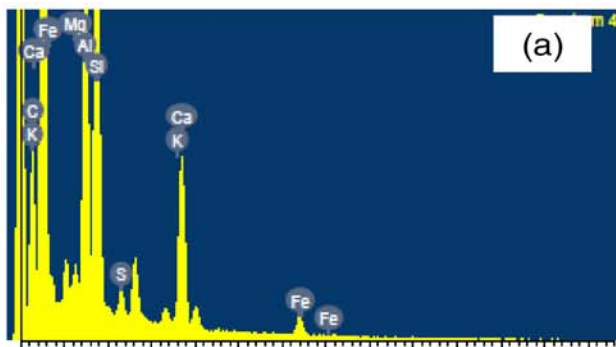
به منظور مطالعات میکروسکوپی تعداد ۳۰ مقطع نازک از سنگهای مورد مطالعه تهیه شد. کانیهای اصلی موجود در سنگهای کالک-سیلیکاته منطقه همدان ولاستونیت، وزوویانیت، کلینوپیروکسن، گارنت (گرانیدیت)، اپیدوت‌ها، آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، کلسیت و دولومیت به همراه کانیهای فرعی کوارتز، کلریت، اسفن و کانیهای فلزی می‌باشند (شکل ۲ e, f). با توجه به مطالعات پتروگرافی مشخص گردید که این کانیها در طی دو مرحله دگرگونی در این سنگها به وجود آمده‌اند: مرحله اول که اوج دگرگونی است و به صورت پیش‌رونده رخ داده و کانیهای شکل گرفته در این مرحله بدون آب هستند مانند گارنت، کلینوپیروکسن و ولاستونیت؛ مرحله دوم یک دگرگونی پس‌رونده ناشی از بالا آمدگی است و کانیهای تشکیل شده در این مرحله معمولاً در شبکه خود دارای آب هستند مانند اپیدوت، آمفیبول و کلریت، به طوری که مرحله اخیر سبب شکل‌گیری اسکارن‌ها شده است. ترمولیت به همراه اپیدوت در درجات پایین دگرگونی شکل گرفته است. علاوه بر کانی اپیدوت در این سنگ زونیزیت و کلینوزونیزیت نیز وجود دارد. اپیدوت‌ها را با برجستگی بالا و بیرفرنزانس بالا و ترمولیت-اکتینولیت را معمولاً با توجه به رخ و شکل کشیده‌ای که دارند به خوبی می‌توان تشخیص داد. در درجات پایین دگرگونی اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز به صورت گرانوبلاستیک دیده می‌شود. کلینوپیروکسن در نمونه دستی گاهی تا چند میلی‌متر قابل رؤیت است. این کانی معمولاً به همراه گارنت هم‌رشدی نشان می‌دهد و خصوصیات نوری دیوپسید را نشان می‌دهد (شکل ۲g). در بعضی مقاطع بر اثر دگرگونی پس‌رونده به ترمولیت تبدیل شده است. گارنت در این سنگها فراوان و به رنگ تیره دیده می‌شود، اندازه آن در نمونه دستی گاهی به ۱ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۲a). گارنت‌های درشت معمولاً با کلینوپیروکسن هم‌رشدی دارند و خودشکل هستند همچنین دانه‌های ایدوبلاستیک گارنت که تا حدودی ریز هستند نیز متبلور شده‌اند. این گارنت‌ها همراه با ولاستونیت دیده می‌شوند (شکل ۲ h, i)، احتمالاً این دو گارنت از نظر ترکیب شیمیایی با هم متفاوتند. گارنت به همراه کلینوپیروکسن در بعضی مقاطع به وزوویانیت تبدیل شده است. گاهی نیز این کانی به کلریت و یا اپیدوت تبدیل شده است. ولاستونیت معمولاً با بیرفرنزانس پایین و بی‌رنگ با



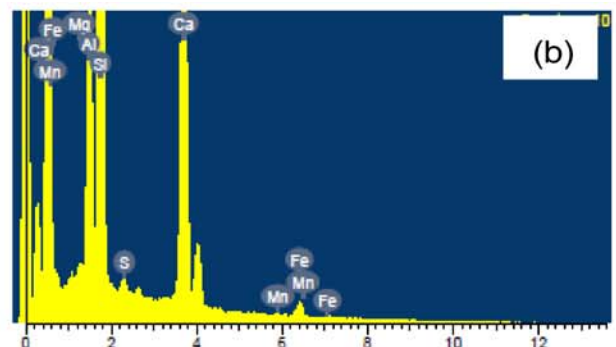
شکل ۲. a. رخنمون سنگهای کالک-سیلیکاته در صحرا، دانه‌های درشت گارنت در سنگهای دگرگونی کالک-سیلیکاته، b. سنگ اپیدوسیت که به طور کامل از اپیدوت تشکیل شده است و به همراه سنگهای دگرگونی و رگه‌های کوارتزی دیده می‌شود c. بلورهای درشت زونیزیت در رگه‌های کوارتزی مجاور با سنگهای دگرگونی کالک-سیلیکاته، d. بلورهای درشت ترمولیت-اکتینولیت که به صورت لایه‌ای با ضخامت ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر بر روی کالک-سیلیکاته قرار گرفته است، e و f. شکل‌گیری کانیهای فلزی در نمونه‌های دستی g. هم‌رشدی بلورهای درشت و شکل‌دار گارنت با کلینوپروکسن (XPL)، h. بلورهای شکل‌دار گارنت و ولاستونیت در سنگهای کالک-سیلیکاته (PPL)، h. بلورهای ولاستونیت و کلینوپروکسن درون بلور درشت کلسیت در زمینه تصویر (XPL)، i. مجموعه کانیهای ولاستونیت، وزوویانیت، دیوپسید و گارنت که در زمینه‌ای که از کلسیت تشکیل شده است در طی دگرگونی پیش‌رونده متبلور شده‌اند (XPL).

واکنشهای دگرگونی در سنگهای کربناتی با کربن زدایی همراه است و به طور طبیعی باعث کاهش حجم و در نتیجه تشکیل شکستگیها در سنگهای میزبان می‌شود.

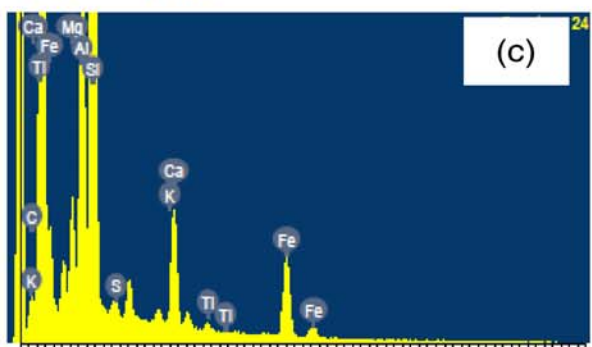
در این مرحله کانیهای تیره، اکسیدها و یا سولفیدها تشکیل نشده‌اند. با پیشرفت تبلور ماگمای باتولیت الوند و انجماد و قرارگیری آن در سطوح نهایی‌اش به مقدار و حجم محلولهای گرمابی و فازهای غنی از مواد فرار آن افزوده شده است.



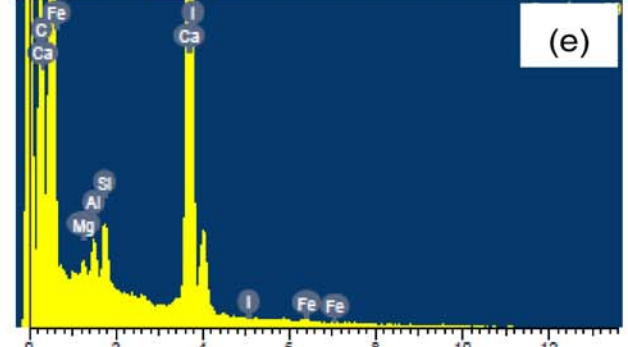
Elem...	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	2.76	3.47	0.00	Zo
Al K	22.95	25.94	0.00	
Si K	44.28	48.08	0.00	
S K	3.85	3.47	0.00	
K K	1.75	1.36	0.00	
Ca K	19.80	15.06	0.00	
Fe K	4.80	2.62	0.00	
C	0.00	0.00	0.00	
Totals	100.00			



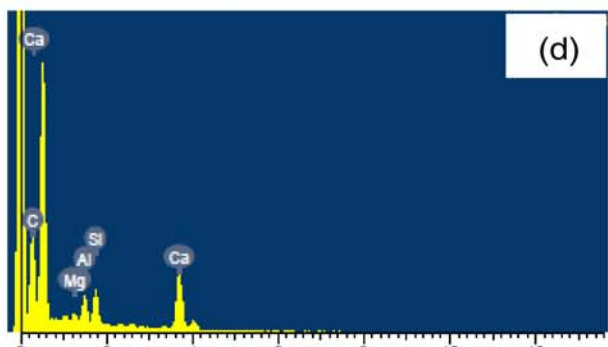
Elem...	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	1.05	1.39	0.00	Grt
Al K	16.93	20.22	0.00	
Si K	37.22	42.71	0.00	
S K	1.25	1.26	0.00	
Ca K	40.88	32.87	0.00	
Mn K	0.45	0.27	0.00	
Fe K	2.23	1.28	0.00	
C	0.00	0.00	0.00	
Totals	100.00			



Elem...	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	5.16	6.55	0.00	Tr/Act
Al K	18.57	21.24	0.00	
Si K	49.88	54.80	0.00	
S K	1.21	1.17	0.00	
K K	1.02	0.80	0.00	
Ca K	9.23	7.11	0.00	
Ti K	0.82	0.53	0.00	
Fe K	14.11	7.80	0.00	
C	0.00	0.00	0.00	
Totals	100.00			



Elem...	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	2.76	4.33	0.00	Cal
Al K	4.53	6.41	0.00	
Si K	6.66	9.07	0.00	
Ca K	82.37	78.56	0.00	
Fe K	0.87	0.60	0.00	
IL	2.75	0.83	2.82	
C	0.07	0.21	0.00	
Totals	100.00			



Full Scale 2061 cts Cursor: 0.000 keV

Elem...	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg K	6.79	9.12	0.00	Dol
Al K	17.14	20.72	0.00	
Si K	23.79	27.63	0.00	
Ca K	52.27	42.54	0.00	
C	0.00	0.00	0.00	
Totals	100.00			

شکل ۳. نتایج آنالیز SEM که به صورت نمودار آورده شده است.
(Zo: زونیزیت، Grt: گارنت، Tr/Act: ترمولیت/اکتینولیت، Dol: دولومیت، Cal: کلسیت).

جدول ۱. نتایج آنالیز SEM اسکارن‌های چشین، همدان.

کلسیت	دولومیت	ترمولیت/اکتینولیت	ترمولیت/اکتینولیت	گارنت	گارنت	گارنت	زوئیزیت	زوئیزیت	
(Wt%)									
۲/۷۶	۶/۷۹	۳/۱۸	۵/۱۶	۳/۲۲	۵/۲۶	۱/۰۵	۲/۷۶		MgO
۴/۵۳	۱۷/۱۴	۱۹/۹۳	۱۸/۵۷	۱۶/۰۵	۹/۳۷	۱۶/۹۳	۲۲/۹۵	۲۶/۸۰	Al ₂ O ₃
۶/۶۶	۲۳/۸۰	۴۵/۱۳	۴۹/۸۸	۴۰/۱۹	۵۰/۱۴	۳۷/۲۲	۴۴/۲۸	۴۰/۹۶	SiO ₂
		۴/۸۸	۱/۲۱			۱/۲۵	۳/۶۵		FeS ₂
		۱/۱۸	۱/۰۲				۱/۷۵		K ₂ O
۸۲/۳۷	۵۲/۲۷	۹/۵۷	۹/۲۳	۳۴/۴۴	۲۷/۰۹	۴۰/۸۸	۱۹/۸۰	۲۷/۲۲	CaO
			۰/۸۲		۲/۳۲				TiO ₂
					۰/۴۶	۰/۴۵			MnO
۰/۸۷		۱۶/۱۴	۱۴/۱۱	۳/۵۴	۵/۳۶	۲/۲۳	۵/۸۰	۵/۰۱	Fe
				۲/۵۷					Mo
۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	مجموع

احتمالاً افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری این اپیدوت‌ها داشته است [۱۹]. تشکیل ترمولیت و اکتینولیت در این مرحله احتمالاً در اثر دگرسانی کلینو پیروکسن‌ها صورت گرفته است.

پ) کانه‌زایی

شواهد بافتی مانند فقدان در هم‌رشدی و نوارهای بلوری غیر جانیشینی بین کانیهای تیره و سیلیکات‌های کلسیم بدون آب، نشان می‌دهد که کانیهای تیره در این مرحله تشکیل نشده‌اند. حضور بافتهای جانیشینی بین کانیهای تیره و سیلیکات‌های کلسیم بدون آب و بافتهای پرکننده فضاهای خالی در شکستگیها درون سیلیکات‌های کلسیم بدون آب و در هم‌رشدی بین کانیهای تیره و سیلیکات‌های کلسیم آب دار (اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت) گویای این مطلب است که بیشتر کانیهای تیره (اکسیدی: مگنتیت و هماتیت) و سیلیکات‌های کلسیم آب‌دار در طول مرحله دگرگونی پس‌رونده شروع به شکل‌گیری کرده‌اند.

این نوع شکستگیها به همراه فشارهای ناشی از بالا آمدن و جای‌گیری توده نفوذی در سنگهای میزبان و گسترش شکستگیهای ایجاد شده از سیالات به عنوان معبری مناسب برای هجوم و ورود سیالات متاسوماتیسم‌کننده به درون مرمرها و سنگهای آهکی ناخالص عمل کرده‌اند. در این مرحله اسکارن با نهشت مجموعه کانیایی عمدتاً گارنت، دیوپسید - هندنبرژیت و ولاستونیت شکل گرفته است.

ب) مرحله دگرگونی پس‌رونده

در این مرحله حجم عمده‌ای از سیلیکات‌های غنی از کلسیم و بدون آب تشکیل شده از مرحله قبل در اثر ورود سیالات گرمایی دما پایین و فرآیند آب‌کافت، کربن‌گیری و سولفیدی شدن، دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانیهای سیلیکاته کلسیمی آب‌دار با کلسیم کمتر (مانند اپیدوت، کلریت، وزوویانیت و ترمولیت - اکتینولیت)، اکسیدی (مگنتیت و هماتیت)، سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و کربناتی (کلسیت) تبدیل شده‌اند.

اپیدوت رایجترین محصول دگرسانی گارنت در این مرحله است و در تعدادی از نمونه‌های مربوط به زون اپیدوت اسکارن تقریباً تمام گارنت‌ها به اپیدوت دگرسان شده‌اند.

جدول ۲. مراحل اسکارن‌زایی در منطقه چشین همدان.

مراحل اسکارن‌زایی			فازهای کانیايي
کانه‌زایی	دگرگونی پس‌رونده	دگرگونی پیش‌رونده	
		گارنت
		دیوپسید/هدنبرژیت
		ولاستونیت
		اپیدوت
		کلریت
		وزوویانیت
		ترمولیت/اکتینولیت
.....			کانیهای تیره (مانند مگنتیت و هماتیت)

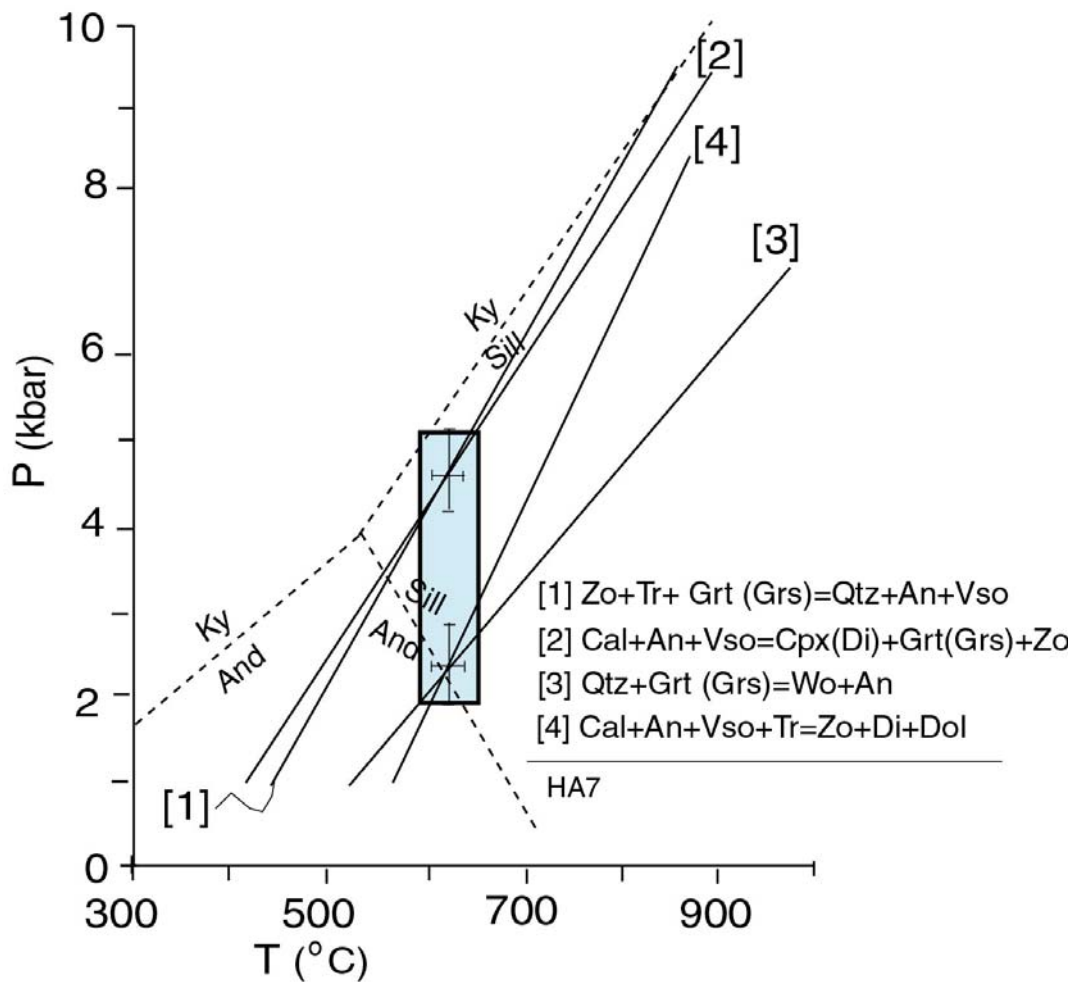
رسم شده است. صحت این واکنشها به وسیله مجموعه کانیهها و روابط فازی (که در بخشهای قبلی شرح داده شده است) تأیید شده است. موقیت منحنیهای آلومینوسیلیکاتها نیز جهت مقایسه بر روی نمودار P-T آورده شده است. بر اساس این شکل از تقاطع واکنشهای ۱ و ۲ دمای ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ کیلوبار و از تقاطع واکنشهای ۳ و ۴ دمای ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ کیلوبار برای سنگهای کالک-سیلیکاته منطقه همدان حاصل شده است. بنابراین دما و فشار این سنگهای دگرگونی به ترتیب 50 ± 620 درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۲-۴ کیلوبار تخمین زده شده است.

محاسبه اکتیویته سیالات

برای محاسبه اکتیویته سیالات از منحنیهای T- X_{CO_2} و P- X_{CO_2} استفاده شده است. از مجموعه کانیههای موجود در نمونه HA7 (نمونه‌ای که دارای بیشترین فازها می‌باشد) برای این محاسبات استفاده شده است. در منحنی T- X_{CO_2} از چهار واکنش استفاده شده است که بر روی تصویر (5a) دیده می‌شوند، محاسبات با فرض فشار حدود ۴ کیلوبار انجام گرفته است (فشار در سنگهای رسی مجاور اسکارنها ۴ کیلوبار محاسبه شده است).

دما- فشار سنجی اسکارن‌های منطقه چشین

به کارگیری روشهای دماسنجی تبادل کاتیونی مانند Mg-Fe در این نوع سنگها بسیار محدود است، زیرا معمولاً نسبت Mg/Fe در این سنگها بسیار بالاست. همچنین بالا بودن عضو انتهایی گراسولار در گارنت سبب شده است تا نتوان از روشهای تبادل کاتیونی که گارنت یکی از زوج کانیهها دماسنجی است، استفاده نمود. به دلیل این محدودیتها معمولاً برای تخمین شرایط دگرگونی و ترکیب سیالات در سنگهای آهکی دگرگون شده از نمودارهای فازی استفاده می‌شود. بنابراین در سنگهای آهکی دگرگون شده منطقه همدان به منظور تخمین دما و فشار دگرگونی مجاورتی و محاسبه ترکیب سیالات دگرگونی (X_{CO_2} و X_{H_2O} در سیال) از روش تعادل ترمودینامیکی کانیهها و منحنیهای تعادلی چند گانه در سنگهای کالک-سیلیکاته (یا اسکارنی) منطقه همدان استفاده شده است. اکتیویته عضو نهایی کانیهها بر اساس نتایج آنالیز SEM و در اغلب موارد ۱ در نظر گرفته شده است (به دلیل این که آنالیز کیفی کانیهها در دست نیست). به منظور انجام محاسبات از برنامه ترموکالک THERMOCALC نسخه ۳/۲ [۲۰] استفاده شده است. در شکل ۴ جایگاه واکنشهای دگرگونی که همدیگر را قطع می‌کنند بر روی فضای P-T



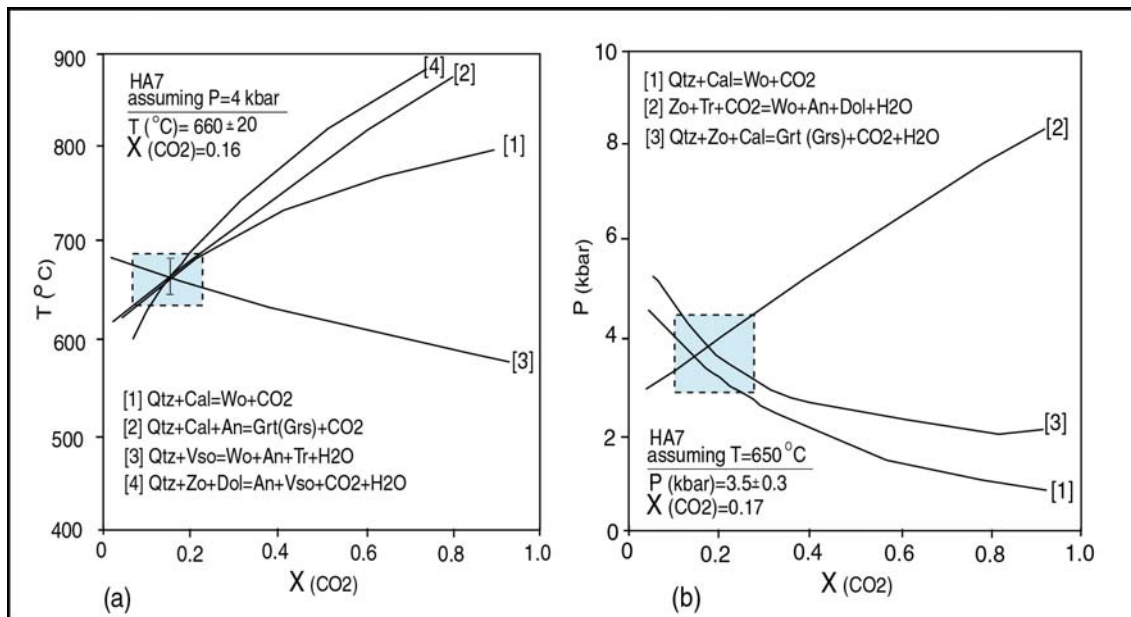
شکل ۴. منحنی P-T که واکنشهای تعادلی چندگانه حاصل از برنامه ترموکالک بر روی آن رسم شده است. دما حدود ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۲٫۵ تا ۴ کیلو بار می‌باشد. منحنی پایداری آل‌مینوسیلیکات‌ها برای مقایسه نشان داده شده است که بیانگر زون سیلیمانیت برای دگرگونی است.

صحت محاسبات بالا را نشان می‌دهد به علاوه وجود وزوویانیت و ولاستونیت در این سنگها نیز اکتیویته کم CO_2 را تأیید می‌نماید (زیرا این دو کانی در اکتیویته کم CO_2 به وجود می‌آیند).

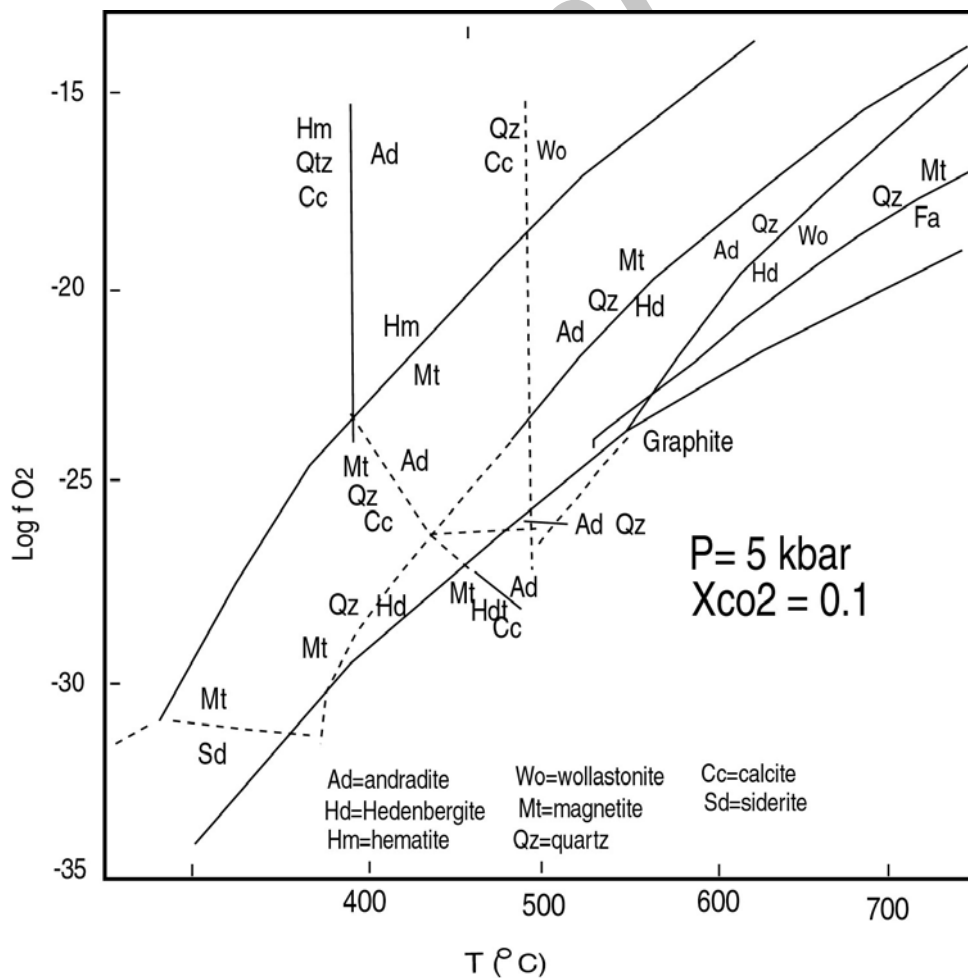
فوغاسیته اکسیژن

در مراحل متاسوماتیسم، سیالات حاوی Mg، Si، با اکتیویته بالا و حالت نسبتاً اکسند، باعث واکنشهای کربن‌زدایی و گسترش سیلیکات‌های کلسیم بدون آب غنی در Fe می‌شوند [۲۰] و گارنت که یکی از سیلیکات‌های کلسیم بدون آب اصلی در اکثر ذخایر اسکارن آهن است، در این راستا تشکیل می‌شود.

همان گونه که در این شکل ملاحظه می‌شود محلی که واکنشها همدیگر را قطع می‌کنند دارای دمایی حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و X_{CO_2} معادل ۰/۱۷ است. بنابراین کسر مولی H_2O در این نمونه حدود ۰/۸۳ می‌باشد. منحنی P- X_{CO_2} نیز مانند منحنی بالا رسم شده است و از تقاطع سه واکنش که بر روی منحنی (شکل ۵b) آورده شده است فشار و کسر مولی CO_2 تخمین زده شده است. بر اساس این محاسبات فشار حدود ۴ کیلو بار و X_{CO_2} حدود ۰/۱۷ است که با دیگر داده‌ها در بالا همخوانی کامل دارد. نبود اسکاپولیت بیانگر سیال غنی از آب است، بنابراین با توجه به این که اسکاپولیت در این سنگها وجود ندارد بدیهی است که سیال موجود در اسکارن‌های چشین غنی از آب است که این موضوع



شکل ۵a. منحنی T-X_{CO2}، که با استفاده از تقاطع منحنیهای تعادلی موجود در کالک-سیلیکات‌ها دمای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و کسر مولی ۰/۱۷ را برای سنگهای مورد مطالعه نشان می‌دهد. b. منحنی P-X_{CO2} فشار ۳/۵ کیلو بار و کسر مولی ۰/۱۷ را برای کالک-سیلیکات‌ها نشان می‌دهد.



شکل ۶. نمودار log fO₂ در فشار ۵۰۰ بار و X_{CO2} حدود ۰/۱۷ برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H [۲۰].

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز به دلیل حمایت‌های مالی در انجام این تحقیق تشکر می‌نمایند، همچنین از سردبیر و داوران محترم مجله زمین‌شناسی اقتصادی ایران به پاس زحماتشان کمال سپاس‌گزاری را دارند.

منابع

- [1] Moazzen M., Oberhänsli R., Hajjialioghli R., Möller A., Bousquet R., Droop GTR., Jahangiri A., "Peak and post-peak P -T conditions and fluid composition for scapolite clinopyroxene- garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran", *European Journal of Mineralogy*. 21 (2009) 149-162.
- [2] Ague J. J., "Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawug Schist, Connecticut, USA", *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 143 (2002) 38-56.
- [3] Ague J. J., "Fluid infiltration and transport of major, minor and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawug Schist, Connecticut, USA", *American Journal of Science*, 303 (2003) 753-816.
- [4] Cartwright I., Oliver N. H. S., "Direction of fluid flow during contact metamorphism around the Burstall Granite, Australia", *Journal of the Geology Society of London*, 149 (1992) 693-696.
- [5] Karimzadeh Somarin A., "Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: evidence from skarn deposits of NW Iran", *Journal of Geochemical exploration*. 81 (2004) 47-57.
- [6] Mollai H., Yaghubpur A. M., Sharifiyan Attar R., "Geology and geochemistry of skarn deposits in the northern part of Ahar batholith, East Azarbaijan, NW Iran ", *Iranian Journal of Earth Sciences* 1 (2009) 15-34.
- [7] Karimzadeh Somarin A., Moayyed M., "Granite- and gabbrodiorite skarn deposits of NW Iran ", *Ore Geology Reviews*, 20 (2002) 127-138.
- [8] Agard P., Goffe B., Touret J. L. R., Vidal O., "Retrograde mineral and fluid evolution in high-pressure metapelites", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140 (2000) 296-316.
- [9] Masters R. L., Ague J. J., "Regional-scale fluid flow and element mobility in Barrow s metamorphic zones, Stonehaven, Scotland", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (2005) 1-18.

در منطقه چشین همدان پیروکسن نیز به همراه گارنت در زون‌های اسکارنی به عنوان یک کانی سیلیکات کلسیم بدون آب در مرحله پیش‌رونده اسکارن‌زایی تشکیل شده است. روابط پاراژنزی و عدم مشاهده بافت‌های جان‌شینی، حاکی از رشد همزمان پیروکسن و گارنت در این زون است. در این حالت معمولاً فوگاسیته اکسیژن سیستم متوسط تا بالا بوده و دمای آن نسبتاً بالاست (شکل ۶) ، [۲۱]، [۲۲]. در این سیستم اگر فوگاسیته اکسیژن بالا باشد ممکن است کانیهای مگنتیت و هماتیت تشکیل شود. در فوگاسیته متوسط اکسیژن، کانیهای هیدنبرژیت و آندرادیت تشکیل می‌شود. وجود ولاستونیت در نمونه‌های اسکارنی چشین می‌تواند نشانگر تشکیل مجموعه آندرادیت و هیدنبرژیت در دمای بیشتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد باشد. حضور اپیدوت فراوان در اسکارن‌ها و توده نفوذی نوع I نشانه اکسیدان بودن شرایط تشکیل اسکارن‌های چشین است (شکل گیری اپیدوت نشانه اکسیدان بودن محیط می‌باشد).

نتیجه‌گیری

مرمرها، سنگهای کالک-سیلیکاتی و اسکارن‌ها به وسعتی در حد چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار در منطقه چشین همدان رخنمون دارند. مرز بین این دو نوع پروتولیت از نظر تنوع کانی‌شناسی بسیار متنوع است به طوری که کانیهای ترمولیت، اکتینولیت، زوئیزیت، گارنت و کلینوپیروکسن در اندازه‌های سانتی‌متری دیده می‌شوند. شواهد کانی‌شناسی نشان می‌دهد که سنگهای آهکی خالص (مرمرها) طی دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده، سنگهای کالک سیلیکاته و اسکارن‌ها را به وجود آورده‌اند. به دلیل محدودیتهایی که معمولاً برای تخمین شرایط دگرگونی و ترکیب سیالات در سنگهای آهکی دگرگون شده وجود دارد. در این تحقیق از نمودارهای فازی و منحنیهای تعادلی چند گانه (با استفاده از برنامه ترموکالک) که ابزار بسیار قدرتمندی برای تخمین دما، فشار، اکتیویته سیالات و فوگاسیته اکسیژن در این سنگها می‌باشد بهره گرفته شده است، به طوری که دما، فشار، اکتیویته سیالات و فوگاسیته اکسیژن محاسبه شده در این سنگها، همخوانی کامل با شرایط کانی‌شناسی موجود در سنگهای مورد مطالعه دارد.

- [17] Alavi M., "Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics 229 (1994) 211–238.
- [18] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Science, 21 (2003) 397–412.
- [19] Einaudi M.T., Meinert L. D., Newberry R. J., "Skarn deposit", Economic Geology, 75th Anniv.p, (1981) 317-391.
- [20] Perkins E. H., Brown T. H., Berman R. G., "PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagram", Computers and Geosciences, 12 (1986) 749-755.
- [21] Holland TJB., Powell R., "An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest", Journal of Metamorphic Geology 16 (1998) 309-343.
- [۲۲] جاویدی مقدم م.، حیدریان شهری م. ر.، کریم‌پور م ح.، "زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات مغناطیس‌سنجی در کانی‌سازی آهن منطقه کلاته شاهین، استان خراسان رضوی"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱ جلد ۲ (۱۳۸۹) ۹۷-۷۷.
- [10] Meinert L. D., "Application of skarn zonation models exploration", Exploration and Mining Geology, v.6 No.2 (1998) 185-208.
- [۱۱] صادقیان م.، "بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۳).
- [۱۲] بهاری فر ع.، "پترولوژی سنگهای دگرگونی منطقه همدان"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).
- [۱۳] سپاهی گرو ع.، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).
- [14] Sepahi A. A., Whitney D. L. Baharifar A. A., "Petrogenesis of And-Ky-Sil veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran", Journal of Metamorphic Geology 22 (2004) 119-134.
- [15] Saki A., "Formation of Spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic of the Alvand aureole, Iran", Geological Magazine 148 (2011) 423-434.
- [16] Saki A., Moazzen M., Baharifar A. A., "Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks within the Alvand contact aureole, western Iran", International Geology Review (2012) in press.